

# 高層冷心低壓之個案分析與割離機制之模式模擬

王尹懋

國立台灣大學大氣科學研究所

## 摘要

本研究除了回顧過去對於高層冷心低壓的結構特徵與割離機制相關研究之外，並透過觀測資料與模式模擬的方法，探討一個發生於 1998 年 5 月 3~7 日影響台灣北部地區劇烈對流天氣型態的高層割離低壓之結構特徵與割離機制。

此由中緯度斜壓槽所割離之高層冷心低壓的結構特徵除了生命期與移速與熱帶海洋型者不同之外，其他特徵皆與之類似。

中尺度模式模擬的敏感度實驗顯示非絕熱過程影響此高層冷心低壓的生成過程，由實際的傳統觀測資料亦顯示此對流所產生的潛熱釋放，對於此高層冷心低壓割離前的槽線扮演關鍵角色。

## 一、前言

過去對於高層冷心低壓 (cold core low, 簡稱 CCL) 的論文研究 (陳等 1988; 陳等 1989; 蔡 1998; 苟 1998), 以移動方向與形成原因將 CCL 分為兩類型, 其一為 Palmer 型 CCL (Palmer 1953), 主要是形成於副熱帶高壓南緣東風槽或鞍形場之中性點附近, 通常向西移動; 另一 Palmen 型 CCL (Palmen 1949) 則為中緯度高層西風帶冷槽割離所形成, 通常向東移動。

有關 Palmer 型 CCL 的特徵, Kelley

and Mock (1982) 統計分析夏季發生於西北太平洋 Palmer 型 CCL 之結構特徵, 發現低壓存在於 700~100 hPa 之間, 水平尺度約 2000 km, 最大環流在 200 hPa, 最大冷距平出現在 300 hPa, 最大暖距平出現在 125 hPa, 在 CCL 東南側有顯著的上升運動與最多雲量, 而 CCL 的西北側則是下沉運動區與最少雲量。Chen and Chou (1994) 統計分析暖季 (6~10 月) 西北太平洋 60 個 Palmer 型 CCL, 除平均結構與 Kelley and Mock (1982) 所分析者類似以外, 他們亦發現 CCL 環流若伴隨有噴流條, 則 CCL 的水平尺度傾向較大, 生

命期亦較長 (CCL 平均生命期為 6.3 天), 且伴隨此噴流條的垂直次環流會影響雲區的位置。在他們分析 60 個 CCL 個案後, 發現 CCL 的平均移速為  $4.1 \text{ m s}^{-1}$  向西, 暖季之出現頻率最多在 8 月、最少則在 10 月。

Palmer 型 CCL 有學者稱之為 TUTT cell (Colton 1973; Ferreira and Schubert 1999) 或對流層頂氣旋 (tropopause cyclone, van Delden and Neggers 2003), 而此型 CCL 對颱風之形成 (Montgomery and Farrell 1993)、移動路徑 (Hodanish and Gray 1993) 皆會產生影響, 且對於局部地區天氣 (Erickson 1971; 林 1972; 吳 1976; 陳等 1990; 陳與紀 1990; 鄧 2001; Chen and Tang 2004) 的影響則是透過: 1) CCL 本身與伴隨之噴流條的垂直次環流, 在動力條件上提供綜觀尺度的高層舉升與垂直風切; 2) CCL 帶來高對流層冷空氣, 在熱力條件上提供劇烈天氣所需之對流或與潛在不穩定度與降低零度層高度等, 使得較劇烈的對流天氣型態更容易發生。

1998 年 5 月 3~7 日台灣北部地區連續出現五天的午後對流降雨, 該期間低層除了 5 月 3 日台灣北部海面有一道逐漸減弱的鋒面存在之外, 並無其他明顯之綜觀尺度天氣系統, 而中高對流層則從 5 月 4 日開始有一個中緯度冷槽逐漸加深, 隨後割離而形成 CCL 並逐漸靠近台灣。在此過程中高層出現 CCL, 但低層並未伴隨明顯之天氣系統。5 月 5 日 1200 UTC 以後, 此 CCL 轉向東北移動, 隨後併入北方斜壓槽。此 CCL 割離之機制顯然與傳統中緯度伴有鋒

面之溫帶氣旋於囚錮階段所伴隨之中高層割離低壓者不同 (Reed 1990)。

Bell and Bosart (1989, 1993, 1994) 分析 500 hPa 封閉 (割離) 氣旋形成區域的氣候特徵與個案特徵, 他們認為除了夏季之外, 北半球有三個割離低壓形成的主要區域, 包括美國西南部、美國東部以及阿爾卑斯山南側背風處。CCL 產生前的環境特徵, 主要是有明顯南北向氣流的大尺度高度槽存在, 噴流條位於此槽之上游 (西側), 透過正 (地轉) 渦度平流將正渦度傳送至此槽線底部, 使得隨後槽線加深, CCL 於槽底形成。雖然氣候特徵上可以看到 CCL 有傾向於在地形背風處形成, 但是他們認為 CCL 的形成主要仍然是由高層槽線與噴流條間之交互作用而來, 地形效應透過絕熱過程所造成的背風旋生, 則扮演次要的角色。

Keyser and Shapiro (1986) 曾提出一概念模式, 說明高層斜壓槽與高層噴流條間的交互作用如何造成 CCL 的形成。當高層出現西北—東南傾斜的高度槽, 溫度槽落後高度槽四分之一波長, 且噴流條位在高度槽西側時, 將可透過正壓能量轉換、斜壓能量轉換以及噴流條帶來的冷平流, 加深此槽線, 有利擾動 (系統) 的發展。隨後若噴流條移至高層槽底, CCL 將在槽底形成。

除了由能量轉換與溫度平流的觀點來看高層槽線—噴流條交互作用造成割離低壓的形成, Bell and Keyser (1993) 以另一種觀點探討高層槽線—噴流條的交互作用。他們將總位渦分解為伴隨槽線的曲率位渦與伴隨噴流條

的風切位渦。當高層噴流條由位於渦度槽西側逐漸移至高度槽的槽底時，總位渦受伴隨噴流條的風切位渦移動影響，由南北拉伸的狹長狀改變成近似圓形結構，CCL 隨即於槽底生成。

由上述之高層槽—噴流條交互作用造成割離低壓形成的理論，並無法解釋槽線走向與 CCL 尺度大小的問題。Thorncroft et al. (1993) 以理論模式模擬高層斜壓波在不同背景西風帶中所具有的發展。中緯度高對流層等熵面之位渦槽即為等壓面之高度槽(Hoskins et al. 1985)。假設在等熵面上某位渦等值線呈一理想之正弦波，若其所處的背景平均西風具有反旋式風切，由於位渦槽主軸南北側平均背景西風的差異，將會使得位渦槽主軸由原來的南北走向逐漸傾斜為東北—西南走向，若伴隨此位渦等值線之風場尚未即時調整適應此正負距平，將會使得槽西側出現跨等位渦線的負位渦平流，使得位渦槽逐漸變窄，若有 CCL 出現，則其水平尺度相對較小。同理，若背景西風為氣旋式風切，則將會出現西北—東南傾斜之位渦槽以及位渦槽逐漸變寬，可能出現相對尺度較寬之 CCL。

本研究的目的是除了敘述分析此發生於 1998 年 5 月 3~7 日東亞地區的 CCL 個案之外，亦將透過由 Pennsylvania 州立大學與 National

Center for Atmospheric Research 所發展之中尺度研究模式 (MM5; Grell et al. 1994)，以探討此 CCL 的割離機制。

## 二、資料與分析方法

1998 年 5 月 2 日至 9 日為本個案之 CCL 由中緯度槽加深、割離以及北移併入另一中緯度槽之時期。分析所使用的資料為 ECMWF 0.5 度每 6 小時一筆之網格點資料，包括各標準層之高度場、溫度場以及風場。垂直剖面距平場則是以 1998 年 5 月 1 日 0000 UTC~10 日 1800 UTC 共 40 個時間的時間平均值定義為平均場。名瀨探空站的平均場則是以 1998 年 5 月 2 日 1200 UTC~7 日 0000UTC 共 10 個時間之平均值為平均場。另外，由於位渦在等位溫（熵）面上保守(Hoskins et al. 1985; Haynes and McIntyre 1987)，因此將 ECMWF 之等壓面資料（包括風場、位渦場）透過垂直方向的線性內插至一固定位溫值即可得到等熵面資料。由於本研究分析等熵面主要是在中高對流層，位溫的垂直分佈隨高度遞增，因此在垂直方向上並無重複的位溫值出現。

等壓面上之位渦可寫為下式 (Hoskins et al. 1985):

$$PV = -g \left( f\mathbf{k} + \nabla_p \times \vec{V} \right) \cdot \nabla_p \Theta \dots\dots\dots (1)$$

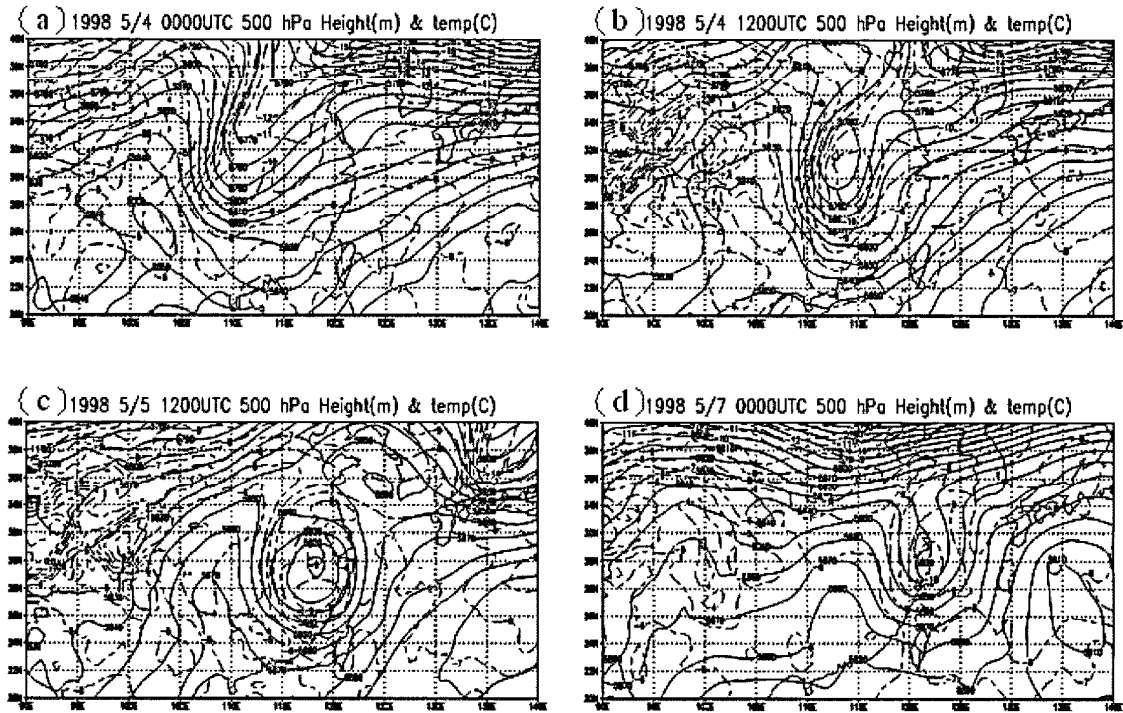


圖 1：1998 年 5 月 (a) 4 日 0000 UTC、(b) 4 日 1200 UTC、(c) 5 日 1200 UTC 以及 (d) 7 日 0000 UTC 之 500 hPa 高度場 (實線, gpm) 與溫度場 (虛線, °C)。

上式之 PV 為位渦， $g$  為重力加速度， $fk$  為科氏力參數的垂直分量， $\nabla_p$  為等壓座標的三維梯度運算子， $\vec{V}$  為等壓面之水平風向量， $\theta$  為位溫 ( $\theta = T (1000/P)^{R/C_p}$ )。由 Hoskins et al. (1985) 文中之圖 1，顯示在南北向氣候平均狀態之下，335K 等熵面可以分析到中緯度附近接近對流層頂的位渦與風場之綜觀分佈。為能更清楚顯示高層槽線的加深、割離，CCL 的形成、變化以及隨後與北方平流層高值位渦區之互相影響過程，因此本文選取 335K 等熵面分析位渦的分佈。

本研究之 MM5 模式模擬之範圍約為東經 64.22-165.77 度、北緯 11.93-52.47 度之間，涵蓋此 CCL 與其相關槽線之區域。模式之初始時間為

1998 年 5 月 4 日 0000 UTC，水平解析度為 45 公里，垂直層數為 23 層，積雲參數化為 Grell 參數化，邊界層參數化則是使用 MRF 法。

### 三、個案分析

從 1998 年 5 月 2 日 1200 UTC 開始，500 hPa 天氣圖顯示在北緯 40 度、東經 97°E 附近有一呈東北—西南傾斜的短波高度槽，此短波槽隨後持續加深、東移。5 月 4 日 0000 UTC (圖 1a) 北緯 32 度以北的高度槽呈東北—西南走向，而北緯 32 度以南的高度槽則呈北北東—南南西的走向。12 小時之後，500 hPa 在 32°N、113°E 出現 CCL (圖 1b)。5 月 5 日 1200 UTC 時 (圖 1c)，CCL 移至北緯 29 度，東經 118 度附近，

此時為 CCL 移至最南端的時間。隨後，CCL 逐漸向東北移動，最後在 5 月 7 日 0000 UTC (圖 1d) 開始併入北方槽線，隨後即無法分析出封閉的等壓線。

圖 2 為 5 月 5 日 0000 UTC 至 7 日 0600 UTC 經 200 hPa 的 CCL 中心之東西向垂直剖面高度距平、溫度距平及渦度分佈。5 月 5 日 0000 UTC 時 200 hPa 第一次出現 CCL 的時候 (圖 2a)，低壓垂直範圍 (負高度距平) 在 700 hPa 以上皆可看到，最大高度負距平出現在 200 hPa，最大溫度負距平 (冷心) 出現

在低壓下方的 400~500 hPa，最大溫度正距平 (暖心) 則出現在低壓上方西側 100 hPa，而最大渦度則是出現在低壓中心下方稍微偏西側的 300 hPa。之後 (圖 2b、c、d)，CCL 中心的高度負距平迅速減小，垂直發展、冷心強度、暖心強度皆逐漸減弱。

綜觀分析顯示，此垂直方向幾乎不傾斜的 CCL 自一加深中的東北—西南傾斜之高度槽割離後即呈滯留狀態，且低壓強度自割離後即逐漸減弱。隨後另一波槽線靠近此 CCL，使得其移動路徑

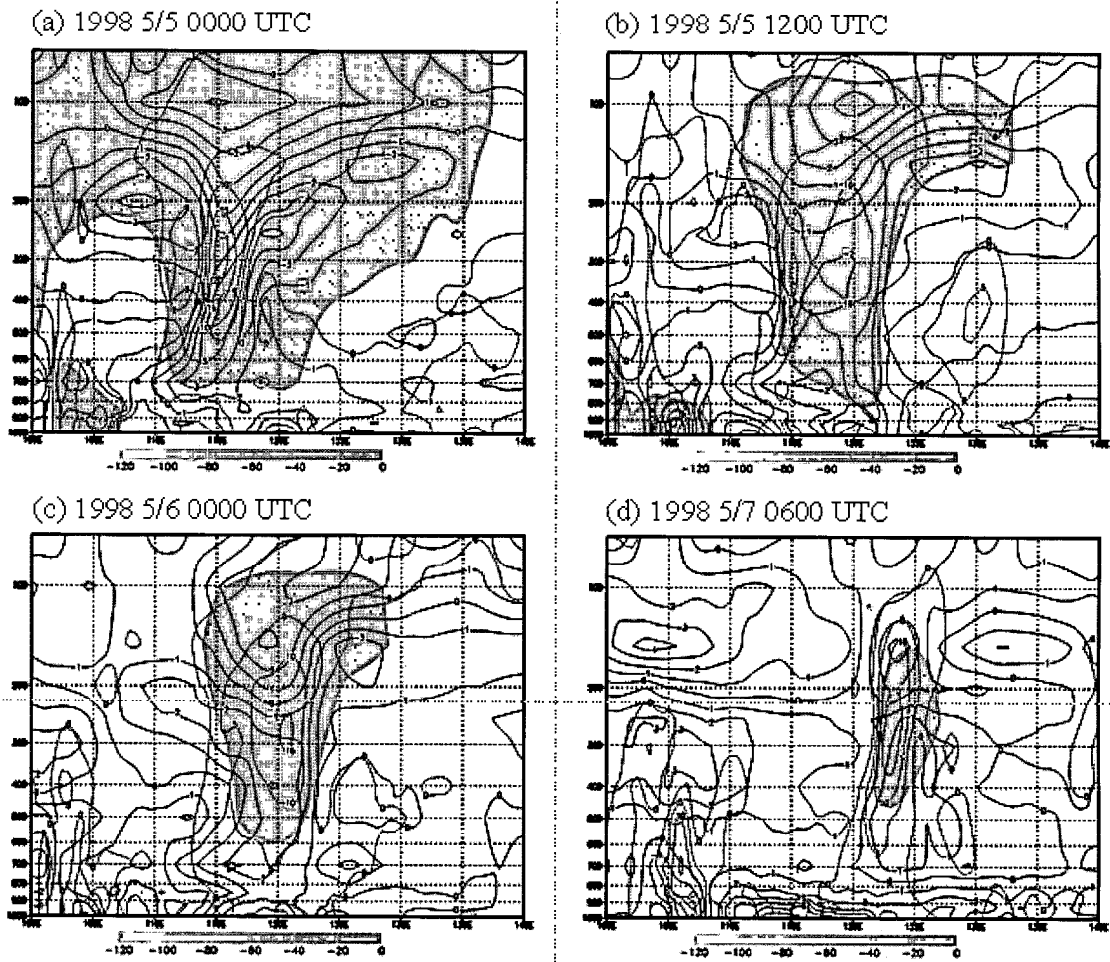


圖 2：1998 年 5 月 (a) 5 日 0000 UTC、(b) 1200 UTC、(c) 6 日 0000 UTC 以及 (d) 7 日 0600 UTC 經 CCL 中心東西向垂直剖面之高度距平 (陰影區, gpm)、溫度距平 (實線, °C) 及渦度 (點線,  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )。

轉向東北，最後併入此槽線。CCL 生命期約 3 天，最大高度負距平出現在 200 hPa，最大渦度出現在 300 hPa，最強冷心出現在 400 hPa，最強暖心出現在 100 hPa，低壓範圍在 700 hPa 之上。此結構特徵除了在移動速度與移動方向不同外，其餘皆與 Palmer 型 CCL 者類似。

本個案 CCL 最大渦度出現在 300 hPa，故選取此標準層探討 CCL 之割離機制。圖 3 為 5 月 3~5 日高層冷心低壓割離時期之 300 hPa 高度場、溫度場與風場的分佈。5 月 3 日 0000 UTC (圖 3a) 高度短波槽主軸位在北緯 38 度、東經 103 度附近，呈東北—西南走向，而溫度槽的位置稍微超前 500 hPa 高度槽約 200~300 公里左右，高度槽西側有一大範圍風速最大超過  $30 \text{ m s}^{-1}$  的區域存在。12 小時後 (圖 3b)，高度槽南北向加深、東西向變窄且東移約 500 公里左右，高度槽線主軸仍然呈現東北—西南走向，而溫度槽超前高度槽僅約 100 公里左右，此時高度槽西側位在一最強風速近  $40 \text{ m s}^{-1}$  噴流條的出區內，而高度槽東側則位在一較弱噴流條的入區內。5 月 4 日 0000 UTC (圖 3c) 顯示高度槽仍然呈東北—西南走向，且持續在南北向加深、東西向變窄，高度槽東移約 500 公里左右。高度槽西側與東側的噴流條強度明顯較前一個時間弱。4 日 1200 UTC 時 (圖 3d) 在 300 hPa 可分析出一割離低壓於北緯 31 度、東經 115 度，此時北緯 34 度以上的高度槽線開始與北緯 34 度以下的高度槽線脫離，CCL 中心以北的高度槽線仍然維持東北—西南走向，而中心以南的高度槽線則為北北東—南南西走向，此時溫

度槽與高度槽幾乎沒有相位差。CCL 西側噴流條強度持續減弱至  $25 \text{ m s}^{-1}$  左右，但高度槽東側的噴流條則增強到  $30 \text{ m s}^{-1}$  左右。CCL 與北方槽線的分離在 5 月 5 日 0000 UTC (圖 3e) 更清晰可見，北緯 33 度以北的槽線持續東移，且保持原來的東北—西南走向，而 CCL 中心此時稍微向東南移至北緯 29 度、東經 116 度，高度槽線主軸呈南北走向，高度槽南北向似乎沒有明顯加深，但東西向則稍微變寬。300 hPa 低壓中心於此時並無法分析出冷心結構，但在 CCL 東側 150 公里附近存在一溫度槽。之前位於割離低壓西側的噴流條強度幾乎不變，而東側的噴流條則迅速減弱至無明顯噴流條結構。值得注意的是，割離低壓南側出現風速約  $20 \text{ m s}^{-1}$  的區域，似乎與之前伴隨割離低壓東西兩側的噴流條無關。12 小時之後 (圖 3f) 9640 gpm 等高線持續在南北方向加深、東西方向變窄，但 CCL 中心則是明顯在東西方向變寬。此時 CCL 中心偏西南側可分析出  $-34^\circ\text{C}$  之冷心結構，而噴流條亦在此時割離低壓的南側出現。

分析 5 月 4 日 1200 UTC 割離低壓出現時之 300 hPa 風切渦度與曲率渦度 (圖 4a)，顯示最大風切渦度出現在割離低壓高度中心偏西南側，而最大曲率渦度則有一極值出現在割離低壓的高度中心。6 小時後 (圖 4b) 風切渦度與低壓中心重疊，而曲率渦度最大值則在割離低壓高度中心的南北端出現較大值，且此兩種渦度強度皆稍微減弱。5 月 5 日 1200 UTC (圖 4c) CCL 高度中心附近之風切與曲率渦度的強度明顯減弱，且兩種渦度的較大值呈現分散且

不重疊於 CCL 中心。顯然，本個案之 CCL 形成機制與過去相關研究所提的高層槽—噴流條交互作用造成之割離機制有差異存在，包括割離低壓形成前高度槽線的走向（正壓能量轉換過程）、溫度槽與高度槽的相關位置（斜

壓能量轉換過程）以及噴流條與高度槽線的相關位置等。但是仍然有不少相同處，包括：Keyser and Shapiro(1986)認為當噴流條移至槽底時，高度槽與溫度槽會出現對稱的結構（圖 3f）；Bell and Kerser(1993)認為在割離低壓形成前高

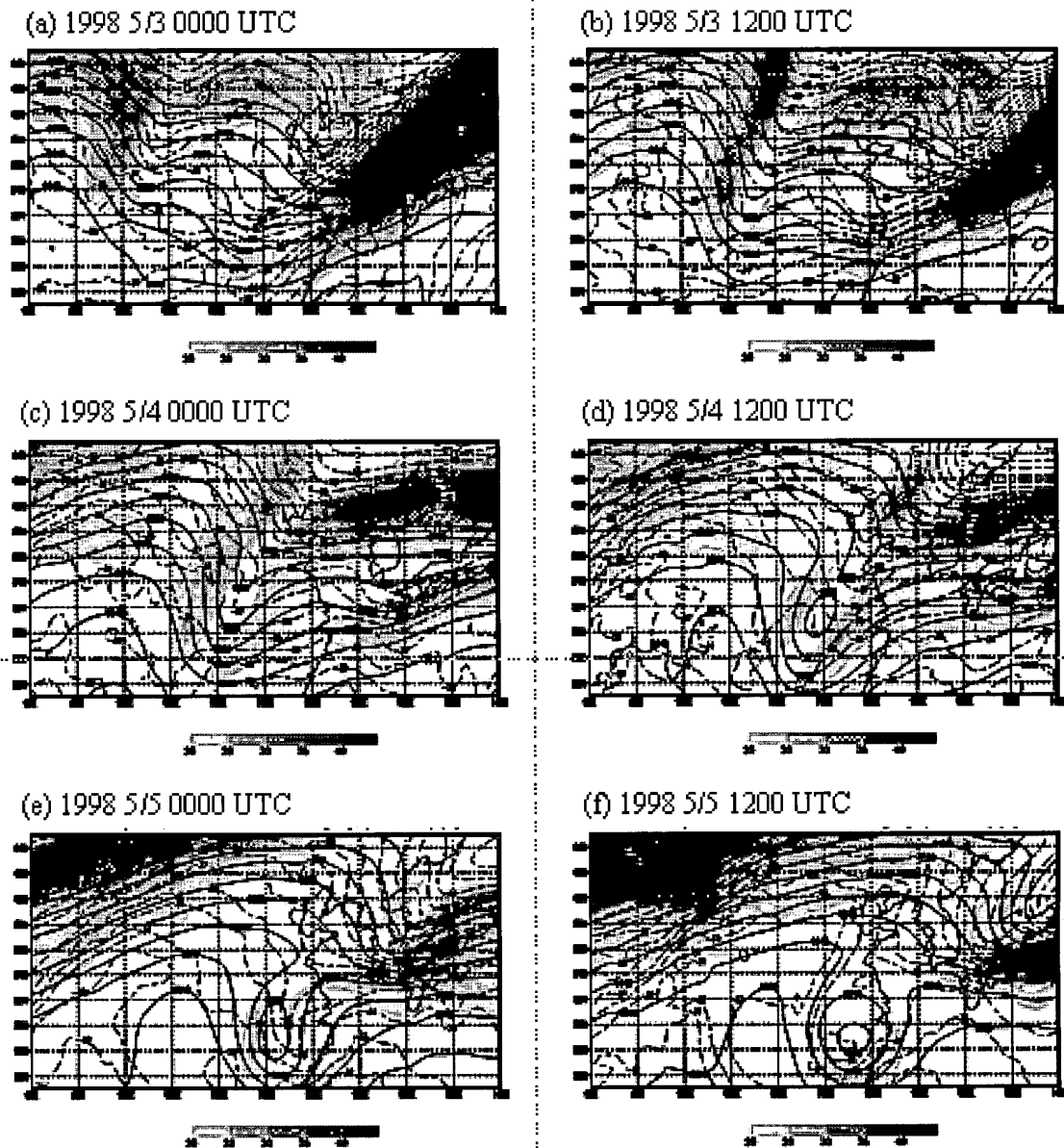


圖 3：1998 年 5 月 (a) 3 日 0000 UTC、(b) 3 日 1200 UTC、(c) 4 日 0000 UTC、(d) 4 日 1200 UTC、(e) 5 日 0000 UTC 以及 (f) 5 日 1200 UTC 之 300 hPa 水平風速（陰影區，m s<sup>-1</sup>）、高度場（實線，gpm）及溫度場（虛線，°C）。

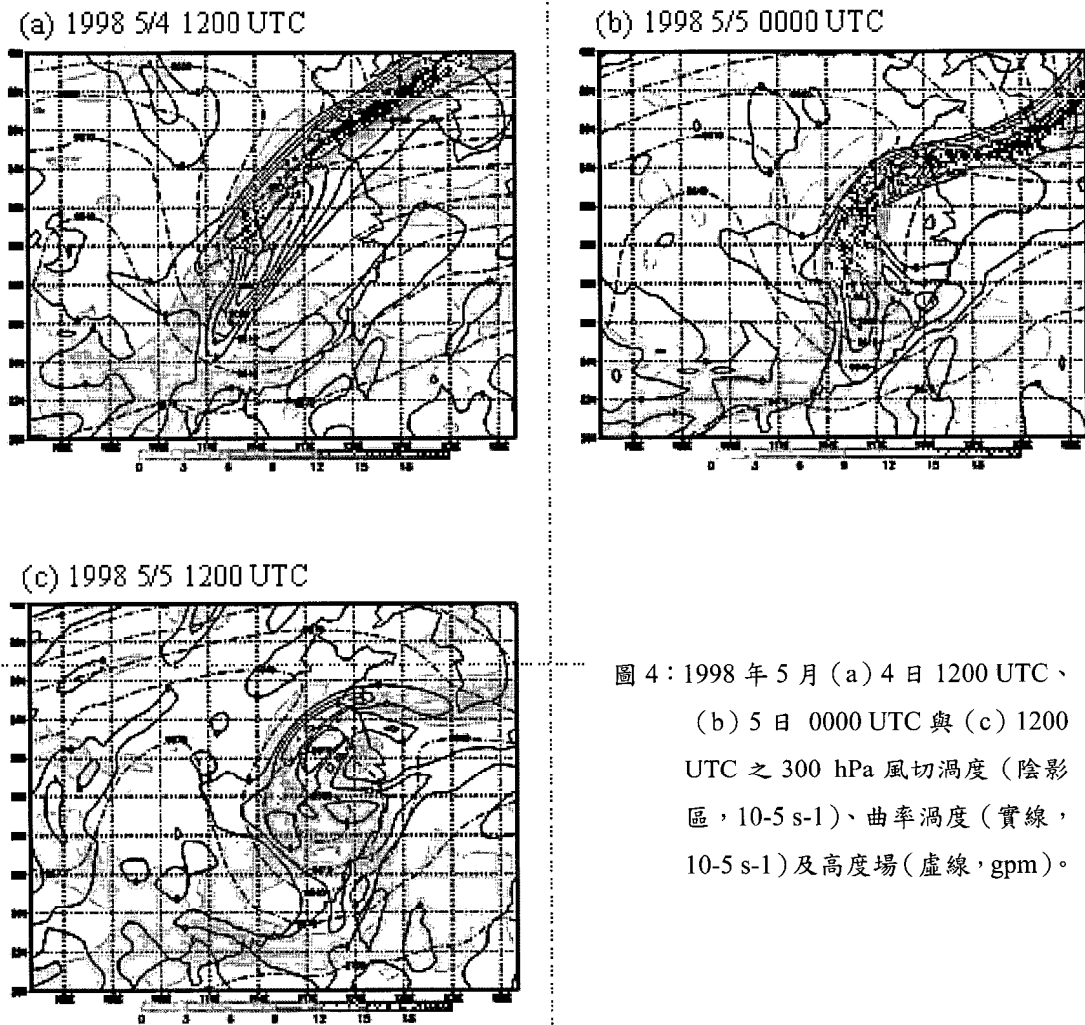


圖 4：1998 年 5 月 (a) 4 日 1200 UTC、  
(b) 5 日 0000 UTC 與 (c) 1200  
UTC 之 300 hPa 風切渦度 (陰影  
區, 10-5 s-1)、曲率渦度 (實線,  
10-5 s-1) 及高度場 (虛線, gpm)。

度槽在南北向的加深與東西向的窄化，在本個案分析中亦明顯可見。

以 IPV (isentropic potential vorticity) 圖分析本個案 CCL 之演變，顯示 5 月 2 日 0600 UTC (圖 5a) 於北緯 40 度、東經 92 度附近有一短波槽位於背景風場為反旋式風切的影響之下，槽線主軸由原本的南北走向傾斜為 5 月 3 日 0000 UTC 的北北東—南南西走向 (圖 5b)，且東移至東經 105 度附近。此時槽線之背景風場在平均西風最大值的南側，且槽西側出現明顯的跨等值線風，而槽東側則相對較不明顯，此種分佈將會使得槽線的走向持續傾

斜，且槽線寬度持續變窄 (圖 5c)。5 月 4 日 1200 UTC (圖 5d) 槽線南端出現割離之 PV 極值，隨後此割離之 PV 即與原本呈東北—西南走向的槽線開始分離 (圖 5e)，北方槽線持續東移，而割離 PV 則近似滯留於原處。以 Thorncroft et al.(1993)的觀點對於本個案高層槽線的主軸走向、槽線東西向尺度變化明顯較 Keyser and Shapiro(1986)與 Bell and Keyser(1993)有較合理之解釋。

#### 四、模式模擬

本研究利用 MM5 模式來做 CCL 割



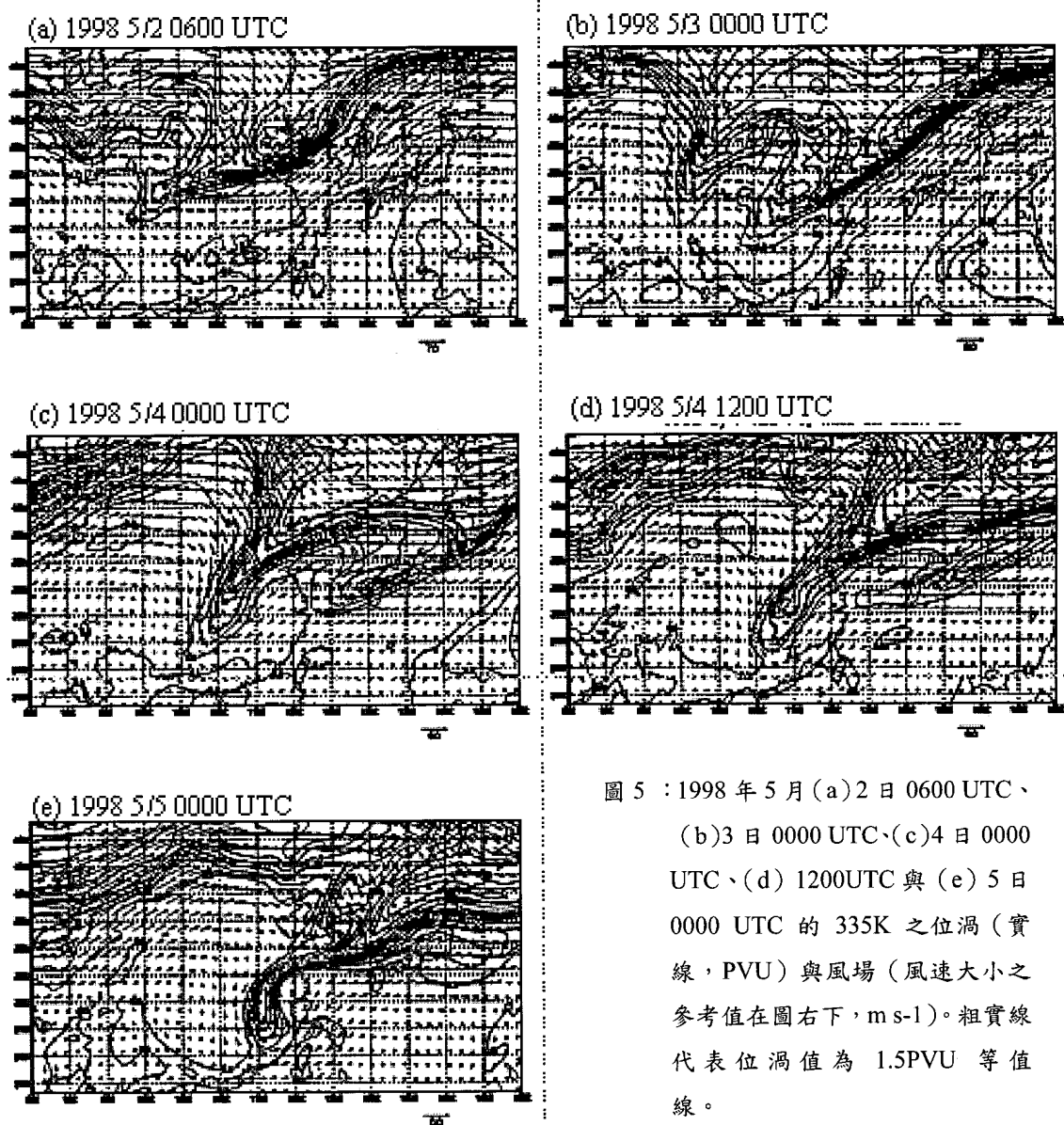


圖 5：1998 年 5 月 (a) 2 日 0600 UTC、(b) 3 日 0000 UTC、(c) 4 日 0000 UTC、(d) 1200 UTC 與 (e) 5 日 0000 UTC 的 335K 之位渦 (實線, PVU) 與風場 (風速大小之參考值在圖右下,  $\text{m s}^{-1}$ )。粗實線代表位渦值為 1.5PVU 等值線。

離機制的敏感度實驗，以考慮所有物理過程為控制實驗 (CTRL)，而以不考慮水氣凝結釋放的加熱效應作為對照實驗 (FDRY)。比較 CTRL 模式模擬結果與 ECMWF 網格資料，顯示 MM5 的 CTRL 實驗對於本個案 CCL 掌握存在有模式可預報度問題。參考圖 3d 與圖 6a 以及圖 3e 與圖 6b，在模式模擬第 12 與第 24 小時的結果顯示 CTRL 對於槽線的加深速度、CCL 出現的時間，以及 CCL 出現的位置，皆不盡理想。但是仍

然可掌握到割離過程中重要的現象，包括：槽線的加深、槽線的分裂 (圖 6c)、槽線下游 (東側) 高層脊線以及最後 CCL 於槽底出現 (圖 6d)。因此本研究仍然以模式模擬結果來探討此 CCL 的可能割離機制。

CTRL 與 FDRY 主要的差異可歸納為下列幾項：1) FDRY 的高層槽線的窄化較 CTRL 不明顯；2) FDRY 的高層槽線持續受背景平均西風噴流影響而由東北—西南走向順時鐘方向旋轉

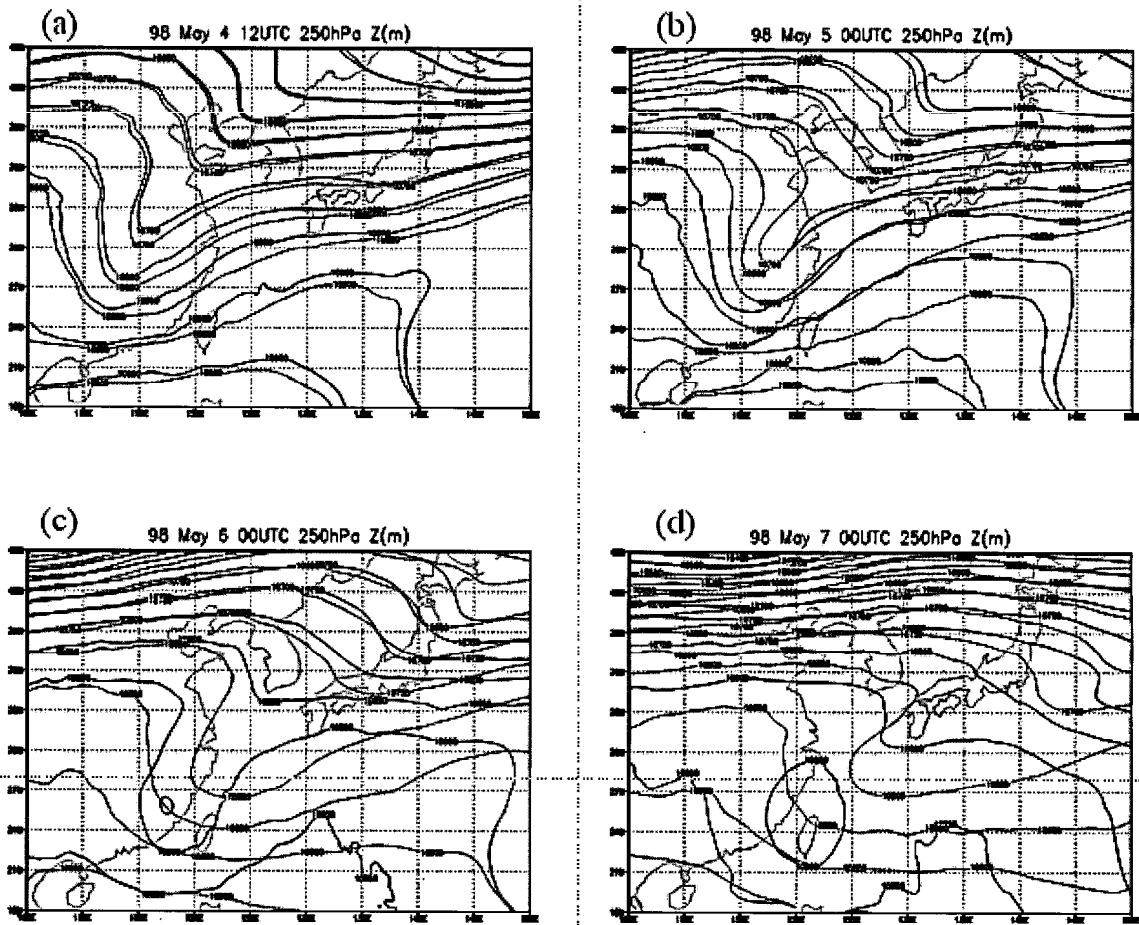


圖 6：1998 年 5 月 (a) 4 日 1200 UTC、(b) 5 日 0000 UTC、(c) 6 日 0000 UTC 與 (d) 7 日 0000 UTC 的 MM5 模式模擬之 250 hPa 高度場 (gpm)。圖中實線為 CTRL、虛線為 FDRY 的模擬結果。

為東北東—西南西方向；3) FDRY 高層槽線下游（東側）並未出現如 CTRL 的高層脊線。由這些對比似乎顯示在不考慮潛熱釋放的影響之下，高層槽線的演變與 Thorncroft et al.(1993)所預期乾的槽線生命史演變過程類似。既使之後（超過模式模擬 72 小時的時間範圍）有 CCL 生成於 FDRY 的高層槽底，亦將會較 CTRL 的 CCL 偏東或偏北生成。對流加热的結果反應在高對流層為輻散場與高層脊線或反氣旋式環流，由模式的敏感度實驗結果說明此 CCL 的生成主要是受其東側的對流潛熱釋放

所影響。由 1998 年 5 月 4 日 0600 UTC 的觀測資料（圖 7）的分析顯示在 CCL 生成之前，高層槽線東側有對流雲存在，且在對流區出現吹向低壓的非地轉風。分析位於對流雲區域內的名瀨測站探空資料（圖 8），顯示中高對流層在 CCL 生成之前的槽線東側有變暖的情形；地面雨量站資料（圖未示）在這段時間內有對流性降水出現。可見對於本個案 CCL 的生成過程，非絕熱的對流潛熱釋放扮演了重要的角色。

98 May4 06Z 250hPa Z(m), Vag(m/s) and PV(PVU)

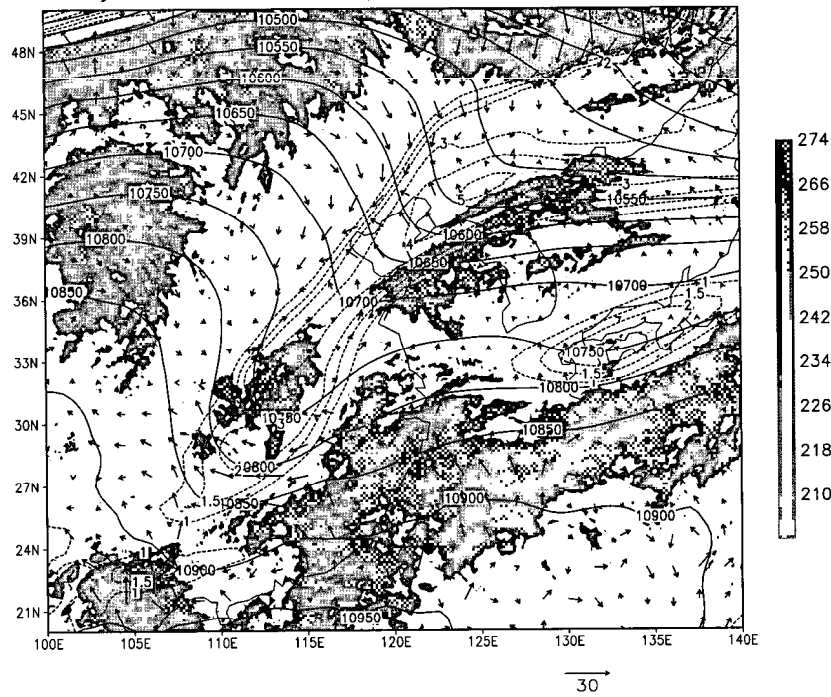


圖 7：1998 年 5 月 4 日 0600 UTC 的 ECMWF 分析資料 250 hPa 高度場（實線，gpm）、位渦（PVU）、非地轉風場（風速大小之參考值在圖右下，m s-1），及衛星觀測雲頂溫度（陰影區，K）。

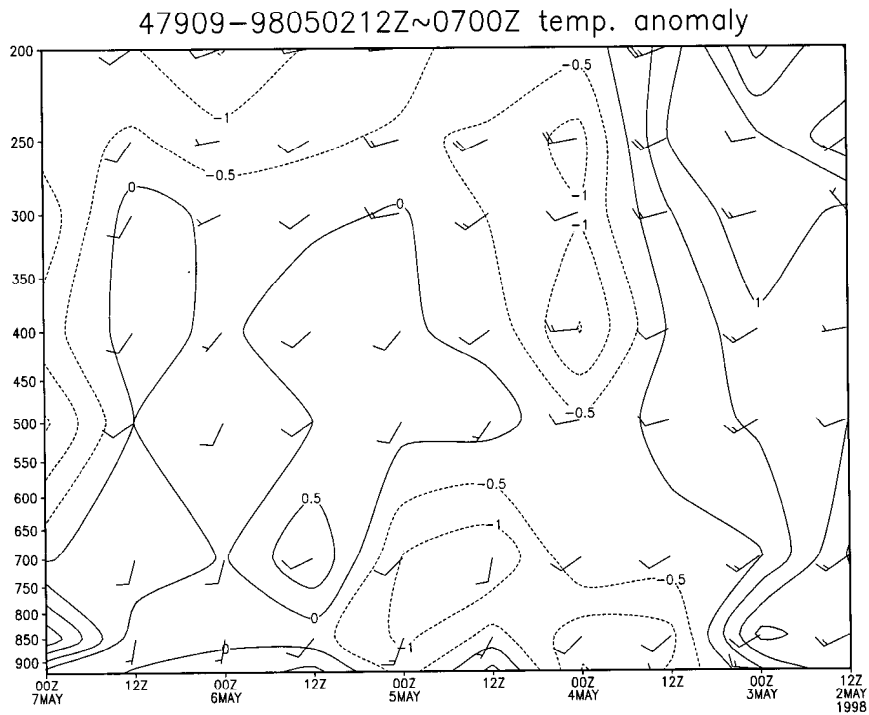


圖 8：1998 年 5 月 2 日 1200 UTC~7 日 1200 UTC 名瀨（47909）測站探空資料之風場（風桿，m s-1）與溫度距平（實線為正，虛線為負， $^{\circ}\text{C}$ ）。

## 五、結論與討論

本研究針對發生於 1998 年 5 月 2 日東亞地區中緯度高層槽線的加深、分裂、割離形成 Palmen 型 CCL 之個案，利用觀測資料、ECMWF 網格分析資料，以及 MM5 模式模擬的敏感度實驗，探討其結構特徵與割離機制。

此 CCL 自割離至合併入北方斜壓槽的生命期為三天，較過去對於 Palmer 型 CCL 氣候統計研究的 6.3 天為短，可能是因為受中緯度斜壓波的出現頻率所影響，而使得此類型之 CCL 較 Palmer 型者生命期短。平均移速為  $5.1 \text{ m s}^{-1}$  向東，較 Palmer 型的向西  $4.1 \text{ m s}^{-1}$  稍快，此特徵主要是因為此型 CCL 位於風速較強的中緯度西風帶，但是由於此 CCL 割離之後呈現滯留，使得其與 Palmer 型 CCL 的平均移速差異不大。除此不同的兩項結構特徵存在於兩種不同形成原因與不同緯度的 CCL 之外，其他特徵如低壓的垂直發展、最大高度負距平的高度、最大冷距平的高度、最大暖距平的高度，以及最強渦度的高度皆與 Palmer 型 CCL 者類似。

由觀測資料分析顯示，此 CCL 在形成之前的北方中緯度槽線加深、東移至台灣西北方時，其東側對流產生高層輻散風，由於存在時間足以加熱大氣，使得高對流層出現脊線將此槽線的南端阻擋，使得槽線出現彎曲、分裂而形成 CCL。透過 MM5 模式的敏感度實驗亦更加以證實。雖然 CTRL 實驗對於此個案的掌握不盡理想，但仍能對此型 CCL 生成過程、割離機制與過去相關研究互相比較不同之處。FDRY 實驗符合

過去學者利用理想模式的模擬結果一致，更加凸顯此 CCL 個案中非絕熱過程所扮演的重要角色。

## 參考文獻

- 吳宗堯，1976：夏季高層冷心低壓之分析。大氣科學，3，1-11。
- 林鞠情，1972：由特例看高層輻散對雷雨的觸發作用。氣象學報，18，27-39。
- 苟潔予，1998：高層冷心低壓及其與熱帶氣旋發展之關係探討。私立中國文化大學地學研究所博士論文，221 頁。
- 陳泰然與紀水上，1990：暖月高空冷心低壓對台灣天氣之影響。氣象學報，36，315-326。
- 陳泰然，陳來發與周蘭芬，1990：伴隨雷雨天氣之高層冷心低壓研究。氣象學報，36，1-20。
- 陳泰然，紀水上，吳樹旺與苟潔予，1988：高層冷心低壓之定位分析。氣象學報，34，175-187。
- 陳泰然，紀水上，苟潔予，吳樹旺與鄒中惠，1989：高層冷心低壓之綜觀氣候研究，氣象學報，35，31-42。
- 鄧耀民，2001：台灣北部地區夏季冰雹事件之環境條件與激發機制探討。國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文，81 頁。
- 蔡甫甸，1998：西北太平洋高層冷心低壓之氣候研究及個案分析。國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文，123 頁。
- Bell, G. D., and L. F. Bosart, 1989: A 15-year climatology of northern hemisphere 500 mb closed cyclone and anticyclone centers. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2142-2163.
- Bell, G. D., and L. F. Bosart, 1993: A case study of the formation of an upper-level cutoff cyclonic circulation over the eastern United States. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1635-1655.
- Bell, G. D., and L. F. Bosart, 1994: Midtropospheric closed cyclone formation over the southwestern United States, the eastern United States, and the Alps. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 791-813.
- Bell, G. D., and D. Keyser, 1993: Shear and curvature vorticity and potential-vorticity interchanges: Interpretation and application to a cutoff cyclone event. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 76-102.

- Chen, G. T. J., and L. F. Chou, 1994: An investigation of cold vortices in the upper troposphere over the western north pacific during the warm season. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1436-1448.
- Chen, G. T. -J., and I. -M. Tang, 2004: Formation and characteristics of a summertime hailstorm over northern Taiwan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 695-709.
- Colton, D. E., 1973: Barotropic scale interactions in the tropical upper troposphere during the northern summer. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 1287-1302.
- Erickson, C. O., 1971: Diagnostic study of a tropical disturbance. *Mon. Wea. Rev.*, **99**, 67-79.
- Ferreira, R. N., and W. H. Schubert, 1999: The role of tropical cyclones in the formation of tropical upper-tropospheric troughs. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 2891-2907.
- Grell, G. A., J. Dudhia, and D. R. Stauffer, 1994: A description of the fifth-generation Penn Stat/NCAR mesoscale model(MM5). NCAR Tech. Note 398, 122 pp.
- Haynes, P. H., and M. E. McIntyre, 1987: On the evolution of vorticity and potential vorticity in the presence of diabatic heating and frictional or other forces. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 828-840.
- Hodanish, S., and W. M. Gary, 1993: An observational analysis of tropical cyclone recurvature. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2665-2689.
- Hoskins, B.J., M. E. McIntyre, and A. W. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 877-946.
- Kelley, W. E. Jr., and D. R. Mock, 1982: A diagnostic study of upper tropospheric cold lows over the western north Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 471-480.
- Keyser, D., and M. A. Shapiro, 1986: Review: A review of the structure and dynamics of upper-level frontal zones. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 452-499.
- Montgomery, M. T., and B. F. Farrell, 1993: Tropical cyclone formation. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 285-310.
- Palmen, E., 1949: Origin and structure of high-level cyclones south of the maximum westerlies. *Tellus*, **1**, 22-31.
- Palmer, C. E., 1953: The impulsive generation of certain changes in the tropospheric circulation. *J. Meteor.*, **10**, 1-9.
- Reed, R. J., 1990: Advanced in knowledge and understanding of extratropical cyclones during the past quarter century: An overview. *Extratropical Cyclones, the Erik Palmen Memorial Volume*. Amer. Meteor. Soc., 27-45.
- Thorncroft, C. D., B. J. Hoskins, and M. E. McIntyre, 1993: Two paradigms of baroclinic-wave life-cycle behaviour. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **119**, 17-55.
- van Delden, A., and R. Neggers, 2003: A case study of tropopause cyclogenesis. *Meteor. Appl.*, **10**, 187-199.

# **A case study of upper-level cold-core low pressure and separation mechanism: A modeling analysis**

**Ying-Mao Wang**

*Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University*

## **Abstract**

This work reviews past research on the structural characteristics of upper-level cold-core low pressure systems and separation mechanisms. In addition, through a modeling approach, a case study over the northern region of Taiwan (May 3~7, 1998) is examined, in which the upper-level cold-core low pressure system influenced convective weather features.

The upper-level cold-core low pressure system which broke off from a mid-latitude trough is different from its tropical marine analogue in duration and speed, but otherwise is similar.

Sensitivity experiments using mesoscale models demonstrate that diabatic processes influence the formation of the upper-level cold-core low pressure system, and traditional observations show that the latent heat released by convection plays a key role in the low pressure system before its separation from the trough.